

Estudio de las alturas características de la capa límite atmosférica en situaciones estables obtenidas con tres métodos diferentes: sondeos con globo cautivo, observaciones micrometeorológicas en torre y ecuaciones de diagnóstico

M. F. Lazcano Martín⁽¹⁾ y C. Yagüe Anguís⁽²⁾

⁽¹⁾ Instituto Nacional de Meteorología, Servicio de Aplicaciones Meteorológicas, C/Leonardo Prieto Castro, nº 8, 28071, Madrid, (mlazcano@inm.es).

⁽²⁾ Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Físicas, Dpto. de Geofísica y Meteorología, Ciudad Universitaria, 28040, Madrid, (carlos@fis.ucm.es).

RESUMEN

Este trabajo sobre altura de capa límite estable ha sido posible gracias a la disponibilidad de los datos recogidos en la campaña experimental SABLES 98 ('Stable Atmospheric Boundary Layer Experiment in Spain') que tuvo lugar en el Centro de Investigación de la Baja Atmósfera (CIBA) de Valladolid en septiembre de 1998. Estos datos pertenecen al intervalo horario de 18.00-06.00 GMT de 10 noches caracterizadas por tener diferente estabilidad de estratificación atmosférica y han permitido abordar este estudio con la obtención de tres grandes grupos de alturas de diferentes características que, a continuación se describen.

El primer grupo de alturas (H_S) se obtuvo a partir de datos de 78 sondeos con globo cautivo llevados a cabo hasta alturas máximas de unos 1000 m a los que se aplicaron varias definiciones de la altura de la capa límite atmosférica estable (CLE) reconocidas en la literatura científica micrometeorológica. Las definiciones seleccionadas están basadas en los siguientes parámetros: dos valores críticos del 'Bulk Richardson Number' ó Número de Richardson, un valor estándar del gradiente vertical de la temperatura potencial en la baja atmósfera, la altura de la inversión de temperatura en superficie y la altura del chorro de niveles bajos. Las salidas gráficas y numéricas de (H_S) así como su evolución noche a noche permiten analizar y valorar el comportamiento de varias definiciones de la altura de la CLE y compararlas entre sí.

El segundo grupo de alturas de la capa límite estable (H_T) que se aborda se obtuvo a partir de datos medidos con instrumentos situados en una torre meteorológica de 100 m. Esta altura (H_T) se define a partir de la propia expresión del Número de Richardson del gradiente exigiendo que éste último supere un valor crítico.

Se calculó un tercer grupo de alturas (H_D) a partir de 15 ecuaciones de diagnóstico extraídas de la literatura científica y caracterizadas por haber sido obtenidas por medios teóricos y experimentales. Estas alturas (H_D) tienen una naturaleza semi-empírica ya que las ecuaciones de diagnóstico se

trataron con datos experimentales, es decir, con datos meteorológicos y parámetros turbulentos significativos medidos en la torre meteorológica. Las estimaciones de (H_D) se hicieron considerando los parámetros turbulentos evaluados en 3 niveles distintos, 5.8, 13.5 y 32.0 m, ya que se disponía de 3 anemómetros sónicos en esos niveles, lo que permitió analizar las posibles diferencias encontradas en (H_D) para los tres niveles utilizados.

Por tanto, se obtuvieron dos grupos de alturas de capa límite atmosférica estable de carácter experimental (H_S , H_T) y un tercer grupo de alturas de naturaleza semi-empírica (H_D) que, relacionadas dos a dos mediante los correspondientes coeficientes cuantitativos C_{TS} , C_{SD} y C_{TD} , permitieron deducir algunas conclusiones sobre el parámetro 'altura de la capa límite estable' y la influencia de su procedencia cuando se introduce en aplicaciones posteriores como son los modelos de dispersión de contaminantes y los modelos meteorológicos y climáticos. Los resultados gráficos que se presentan en este trabajo contienen las distintas evoluciones de la altura de la CLE obtenidas a partir de datos de sondeos, de la torre meteorológica y de las ecuaciones de diagnóstico en el periodo de estudio elegido.

1. INTRODUCCIÓN

La superficie de la Tierra es un límite que ejerce una gran influencia sobre la atmósfera, especialmente en las propiedades del aire confinado en la capa límite atmosférica (*Atmospheric Boundary Layer*, *ABL*) donde los efectos de fricción y los efectos térmicos de calentamiento y enfriamiento de la superficie dan lugar a considerables flujos que transportan momento, calor, humedad o materia (Stull, 1988). Los forzamientos que ejercen mayor influencia desde la superficie son la fricción del suelo, la transferencia de calor, la evaporación y la transpiración, la emisión de contaminantes en su interior y la modificación de los flujos por causas topográficas. La capa límite se caracteriza por tener un grado de estabilidad variable en espacio y tiempo

que se manifiesta según tres estados de estabilidad estática: estable, inestable y neutra. La ABL tiene varios regímenes atmosféricos que se hacen patentes en su estructura en subcapas. Esta estructura experimenta una evolución paralela al ciclo diurno, distinguiéndose en ella la capa mezclada o capa límite convectiva durante el día, convertida en la capa residual durante la noche, la zona de entranamiento, la capa superficial y la capa límite estable (*Stable Boundary Layer, SBL*).

Este trabajo tiene como objetivo el estudio de la altura de la SBL, conocida también como capa límite nocturna (*Nocturnal Boundary Layer, NBL*) porque se desarrolla principalmente de noche cuando no hay calentamiento solar y se forman inversiones térmicas en superficie asociadas a situaciones anticiclónicas sin nubes y con viento débil en superficie. La capa límite estable aparece al transformarse la zona inferior de la capa residual en una capa de estratificación estable que gana altura paulatinamente en la noche, verificándose que el gradiente vertical de temperatura potencial es positivo (André y Mahrt, 1982). En su interior, variables meteorológicas como la temperatura potencial y la velocidad del viento tienen perfiles crecientes hasta la cima de la inversión térmica superficial y más arriba tienden a ser constantes o a disminuir con la altura (Beljaars, 1992) observándose los fenómenos de radiación, conducción, subsidencia y advección. A nivel local tienen gran importancia fenómenos como la turbulencia, el chorro de niveles bajos (*Low Level Jet, LLJ*), los flujos de descenso o catabáticos, las ondas internas y las inversiones térmicas en superficie; por encima de su límite superior predomina el efecto de los forzamientos mesoescalares y sinópticos. La altura de la ABL es un parámetro fundamental para determinar su estructura. No es una variable meteorológica que se mida directamente sino que debe obtenerse a través de medidas indirectas o de parametrizaciones. Es un parámetro que varía en el tiempo y que es dependiente de la estabilidad de la estratificación y de los parámetros turbulentos y meteorológicos, razones por las que la altura de una capa límite estable o de una convectiva deben estudiarse por separado y por lo que existen múltiples definiciones para su cálculo. La profundidad de la ABL varía mucho, su rango se halla en el intervalo de -decenas de metros-varios centenares de metros-primeros kilómetros de la atmósfera-, en escalas de tiempo de una hora o menos (Stull, 1988; Arya, 2001; Joffre et al., 2001). La parametrización de la altura de la SBL merece especial atención dada su gran importancia en estudios climáticos, en las predicciones meteorológicas, en la dispersión de contaminantes y en la formación de nieblas, rocío y heladas (Jiménez y Cuxart, 2005; Johansson y Bergström, 2005). La SBL tiene alturas típicas de 50 a 200 m dependiendo de la velocidad del viento y la estabilidad (Beljaars,

1992), suele alcanzar alturas máximas de unos 500 m y muestra un comportamiento distinto si se forma sobre tierra o sobre el mar. Su cálculo es tarea difícil en muchas ocasiones ya que su cima no se perfila con nitidez sino que se mezcla ligeramente con la capa residual de la que procede.

2. DATOS

Este estudio se ha realizado con datos recogidos en la campaña experimental intensiva SABLES 98 (Cuxart et al., 2000) que tuvo lugar en el mes de septiembre de 1998 en el Centro de Investigación para la Baja Atmósfera (CIBA) de Valladolid, situado en el punto 41° 49' N - 4° 56' W de latitud y longitud geográficas, a 840 m sobre el nivel del mar. Se ha elegido un periodo de trabajo de 10 días caracterizados por tener diferente grado de estabilidad estática. A su vez, este periodo puede subdividirse en dos subperiodos:

- Noche del 14 al 15 hasta noche del 20 al 21: Considerado de estabilidad de estratificación estable a muy estable. La situación sinóptica reinante dió lugar a una capa límite nocturna fuertemente estratificada. En esos días el sistema de altas presiones de las Azores se extendía por España con un débil gradiente de presión en superficie, dando lugar a vientos ligeros del Noreste y a una inversión de subsidencia en altura estimada en 2000 m.
- Noche del 21 al 22 hasta noche del 23 al 24: Considerado menos estable que las noches precedentes. La circulación pasó a ser del oeste pues se introdujo un sistema de bajas presiones débil que originó nubosidad variable sin precipitaciones, con una estabilidad térmica de moderada a neutra.

Los datos proceden de:

- Un globo-sonda cautivo preparado con cable para generar información sobre la estructura de la ABL hasta una altura máxima de 1000 m y pensado para detectar fenómenos relevantes como son los perfiles térmicos y los chorros de niveles bajos. Los sondeos tuvieron una duración media de 20 min y una resolución vertical de 1 medición cada 5 a 10 m.
- Una torre meteorológica de 100 m de altura cuyo instrumental se orientó en 50°, según la dirección de los vientos predominantes en el área de observación. Se realizaron promedios cada 5 minutos y sólo se han utilizado los del horario nocturno (18 GMT-06 GMT), es decir, 145 mediciones por noche y para cada variable o parámetro turbulento. La torre incluía entre otros instrumentos de su instalación:
 - 15 termopares a 0.22, 0.88, 2.0, 3.55, 5.55, 8.0, 10.88, 14.2, 18.0, 22.22, 26.88, 32.0, 37.55, 43.55 y 50.00 m.
 - 3 anemómetros sónicos a 5.8, 13.5 y 32.0 m.

- 2 sensores de humedad relativa y absoluta, en 3.0 y 20.0 m.
- 1 sensor térmico de infrarrojos en superficie.
- 1 radiómetro, a 2.0 m.
- 1 barómetro, a 1.0 m.
- 5 anemómetros de cazoletas, a 3.0, 10.0, 20.0, 50.0 y 100.0 m.
- 3 veletas a 10.0, 20.0 y 100.0 m.

3. METODOLOGÍA

La altura de la capa límite atmosférica estable no tiene una definición única. En muchas ocasiones las definiciones que aparecen en la literatura científica se basan en condiciones impuestas a parámetros medidos o calculados en superficie y en diferentes puntos de la vertical. El estudio que nos concierne aborda el cálculo de la altura de la SBL a partir de observaciones realizadas con dos métodos experimentales distintos y con un método semi-empírico, de los que se obtuvieron tres grandes grupos de alturas de diferente procedencia cuyo análisis permite concluir acerca de la eficacia de los diferentes métodos cuando se incluye este parámetro de la SBL en aplicaciones posteriores.

El primer grupo de alturas (H_s) está formado por 6 subgrupos como resultado de aplicar 6 criterios o definiciones a las observaciones realizadas en 78 sondeos practicados en las 10 noches del periodo de trabajo elegido, con diferente número de sondeos por noche (Tabla 1). Las definiciones de altura de SBL aplicadas fueron:

- Criterio 1: Considera que la altura de capa límite estable es la altura del primer punto con valor del Número de Richardson Global o *Bulk Richardson Number*, R_{ib} , igual o superior al valor crítico de $R_{ib}=0.25$ y de $R_{ib}=0.50$, siempre que se mantenga al menos en dos estratos siguientes (García et al., 1997; Cuxart et al., 2000). Por lo tanto, en la SBL se cumple que:

$$R_{ib} \geq R_{ibc} \quad (1)$$

$$R_{ib} = \frac{g}{q_0} \frac{\Delta q \Delta z}{(\Delta U)^2} \quad (2)$$

- Criterio 2: Se diferencia del anterior en la fórmula del R_{ib} aplicada (Arya, 2001):

$$R_{ib} = \frac{g}{q_0} \frac{\Delta q \cdot z_m}{(\Delta U)^2} \ln \frac{z_{i+1}}{z_i} \quad (3)$$

- Criterio 3: Se diferencia de los dos anteriores en la fórmula aplicada (García et al., 1997; Zilitinkevich y Blakanov, 2002):

$$R_{ib} = \frac{g}{q_0} \frac{\Delta q \cdot z}{(U_{\max})^2} \quad (4)$$

- Criterio 4: Define H_s como la altura del primer punto en la vertical a partir del cual el gradiente vertical de la temperatura potencial es igual o menor que el valor del gradiente estándar para la baja atmósfera, y se mantiene al menos en los dos estratos siguientes (Melgarejo y Deardorff, 1974; André y Mahrt, 1982). Por tanto, en la SBL se cumple que:

$$\partial q / \partial z > 0.0035 \text{ } ^\circ C / m \quad (5)$$

- Criterio 5: Define H_s como la altura donde acaba la inversión térmica en superficie (Yu, 1978; Coulter, 1990). Por tanto, encima de la SBL se cumple que:

$$\nabla T / \nabla z \leq 0 \text{ } ^\circ C / m \quad (6)$$

- Criterio 6: Define H_s como la altura del viento máximo o chorro de niveles bajos (LLJ), si es que existe (Clarke, 1970).

Los criterios 1, 2 y 3 evalúan la altura de la capa límite estable en base a que la capa tenga un cierto nivel de turbulencia mediante la imposición de los valores umbrales o críticos de R_{ib} . Con los criterios 4 y 5 se calcula la altura de la capa estable considerada como la capa a la que se ha transmitido el enfriamiento experimentado por la superficie, lo que se traduce en la generación y transmisión de un determinado grado de estratificación estable. Con el criterio 6 se calcula la altura de la capa estable obtenida en base a la localización del chorro de niveles bajos como proponen algunos autores (Estournel y Guedalia, 1985; Mahrt, 1981; Conangla y Cuxart, 2005).

Noche	Sondeos	Horario Sondeos
14-15	8	20.00 – 05.30 GMT
15-16	12	18.00 – 06.00 GMT
16-17	4	18.00 – 05.00 GMT
17-18	4	18.00 – 04.00 GMT
18-19	3	18.00 – 04.00 GMT
19-20	12	18.00 – 05.00 GMT
20-21	12	18.00 – 06.00 GMT
21-22	4	18.00 – 22.00 GMT
22-23	9	18.00 – 02.00 GMT
23-24	10	18.00 – 04.00 GMT

Tabla 1. – Número de sondeos realizados con éxito.

El segundo grupo de alturas (H_T) se obtuvo con observaciones realizadas en la torre de 100 m. En este caso, la definición de altura de capa límite estable se dedujo de la propia definición del Número de Richardson del gradiente, R_{ig} , al que se impuso la condición de los valores críticos de $R_{ig}=0.25$ y $R_{ig}=0.50$, cuya fórmula requiere que sean conocidos

los gradientes verticales de viento $\nabla U/\nabla z$ y de temperatura $\nabla T/\nabla z$. Para mayor precisión, estos gradientes se calcularon a partir de las expresiones matemáticas de los perfiles de viento y de temperatura obtenidas con ajustes de regresión log-lineales. El gradiente vertical de la velocidad del viento se calculó con datos medidos en 7 niveles de la torre: 3.0, 5.8, 10.0, 13.5, 20.0, 32.0 y 50.0 m. El gradiente vertical de temperatura potencial se calculó con datos tomados en 14 niveles de la torre: 0.22, 0.88, 3.55, 5.55, 8.0, 10.88, 14.2, 18.0, 22.22, 26.88, 32.0, 37.55, 43.55 y 50.0 m.

$$U(z) = a_i + b_i z + c_i \ln z \quad (7)$$

$$i = 1, 2, \dots, 145$$

$$T(z) = a'_i + b'_i z + c'_i \ln z \quad (8)$$

$$i = 1, 2, \dots, 145$$

$$R_{ig} = \frac{g}{q_0} \frac{\left(\frac{\partial T}{\partial z} + 0.0098 \right)}{\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2} \quad (9)$$

El procedimiento consiste en la obtención de 145 gráficas de R_{ig} versus z (Fig.1) por noche, 1450 en total, de las que se extraen las alturas (H_T) que corresponden a los valores críticos de $R_{ig}=0.25$ y $R_{ig}=0.50$, obteniéndose dos subgrupos de alturas H_T . Conviene resaltar que H_T tiene un valor de 50 m como máximo por el propio alcance de los perfiles y aclarar que no se le adjudica valor alguno cuando es mayor de 50 m. La elección de los valores críticos obedece únicamente a que en numerosas publicaciones se recomienda el uso de $R_{ig}=0.25$, además, se consideró una opción interesante el cálculo de (H_T) cuando $R_{ig}=0.50$, coincidiendo con el valor de $R_{ibC}=0.50$ de las alturas (H_S).

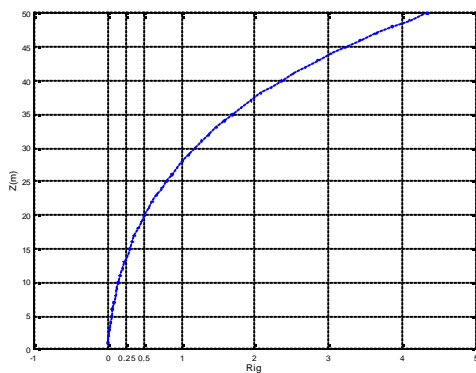


Fig. 1. – Perfil vertical de R_{ig} hasta 50 m de las 02.15 GMT de la noche del 15 al 16.

El tercer grupo de alturas (H_D) se obtuvo a partir de 15 ecuaciones de diagnóstico extraídas de la literatura científica (Seibert et al., 1998) y caracterizadas por haber sido obtenidas por medios teóricos y experimentales, es decir, fueron obtenidas por sus autores a raíz de intensivas campañas de campo, cuyos datos se materializaron en parametrizaciones que simulan el comportamiento termodinámico de la baja atmósfera en diferentes situaciones de estabilidad así como su evolución diurna ó nocturna. Las ecuaciones de diagnóstico que se han aplicado contienen parámetros turbulentos o de valores medios como la velocidad de fricción, u_* , la longitud de Monin-Obukhov, L , la frecuencia de Brunt- Väisälä, N_{BV} , que son de cálculo directo ó indirecto, disponibles a partir de los datos de la torre de 100 m. Las alturas (H_D) así obtenidas tienen naturaleza semi-empírica pues las ecuaciones de diagnóstico se trataron con datos experimentales, es decir, con datos meteorológicos y parámetros turbulentos significativos evaluados en la torre de 100 m en 3 niveles distintos, 5.8, 13.5 y 32.0 m, en los que se disponía de 3 anemómetros sónicos.

3. RESULTADOS

Las alturas H_S se evaluaron a partir de salidas gráficas y numéricas. Aunque este estudio se extiende a un periodo de 10 noches, aquí sólo se aportan algunas gráficas obtenidas con datos de la noche del 15 al 16 de septiembre, calificada de muy estable (Fig. 2 a Fig. 6) y la Fig. 7 que corresponde a la noche del 23 al 24 de septiembre, menos estable. En la Fig. 2 puede comprobarse cómo evoluciona el enfriamiento nocturno con los perfiles verticales de temperatura potencial que se dirigen de derecha a izquierda según avanza la noche. Se admite que los R_{ib} calculados tienen buena resolución vertical (un dato cada 5-10 m), hecho que da precisión y fiabilidad a los criterios 1, 2 y 3. Las alturas H_S obtenidas con los criterios 1 y 2 (Fig. 3) son casi idénticas, con diferencias de centésimas en sus R_{ib} , razón por la que el criterio 2 no se incluye en la Fig. 6 y en la Fig. 7. Con el criterio 3 (Fig. 4) llama la atención que el R_{ib} es creciente con la altura en casi todos los sondeos. La explicación a este hecho se encuentra en que la ecuación aplicada contiene la velocidad del viento máximo registrado entre cada nivel del sondeo y superficie con objeto de no perder el efecto de la turbulencia debida a la cizalladura de los estratos inferiores. En realidad, U_{max} hace que R_{ib} disminuya, por lo tanto, si R_{ib} aumenta con la altura debe ser debido a la contribución de z , que es monótonamente creciente según se asciende. En la Fig. 5 puede verse el LLJ formado con su característica forma de lanza o de nariz y que coincide en la vertical con un aumento significativo de la temperatura potencial, y por tanto, de la estabilidad,

lo que indica un cambio significativo que puede ser asociado con el límite superior de la SBL.

En la Fig. 6 se observa la evolución de las alturas H_S de la noche del 15 al 16 obtenidas con los 6 criterios indicados arriba que generan valores de alturas menores de 100 m desde las 18 GMT hasta las 20 GMT, aumentando a partir de esa hora. En base al criterio 1 (turbulencia) así como al criterio 6 (LLJ) se obtienen alturas que no superan en ningún caso los 150 m, manteniéndose aproximadamente las alturas de las 22 GMT durante el resto de la noche. Mientras que los criterios 4 (H_S hasta ~500 m) y 5 (H_S hasta ~400 m) referidos al enfriamiento superficial indican un mayor alcance vertical. Todo ello indica que es una noche muy estable.

El rango de variación de alturas de la SBL encontradas según el criterio aplicado subraya la idea de que es muy importante la elección de un criterio u otro dependiendo de la aplicación donde vaya a ser utilizada esta escala. Así por ejemplo, si se va a utilizar en modelos de difusión de contaminantes serían más adecuados los criterios relacionados con el nivel de turbulencia. Sin embargo, si se está interesado en ver la zona de influencia donde el enfriamiento superficial se ha transmitido, habría que utilizar criterios térmicos, como el 4 o el 5.

Las H_S obtenidas cumplen, en general, que las alturas de capa límite estable obtenidas con los criterios 4, 5 y 6 son superiores que las deducidas con los criterios 1 y 2. Las obtenidas con el criterio 3 son marcadamente mayores de las que cabría esperar, razón por la cual se le califica como un criterio que no se ajusta a la realidad, es decir, los resultados son más fiables si el R_{ib} se refiere a estratos sucesivos y no a un único estrato con base en superficie.

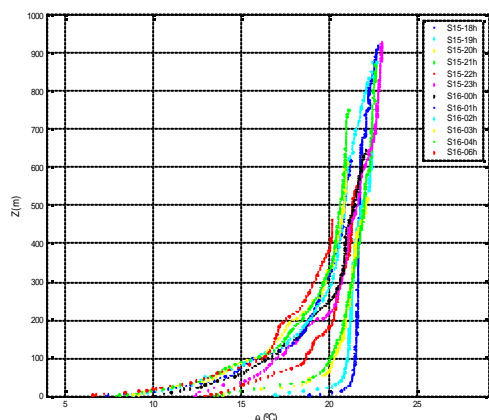


Fig. 2.— Perfiles verticales de temperatura potencial, q , con 12 sondeos realizados en la noche del 15 al 16.

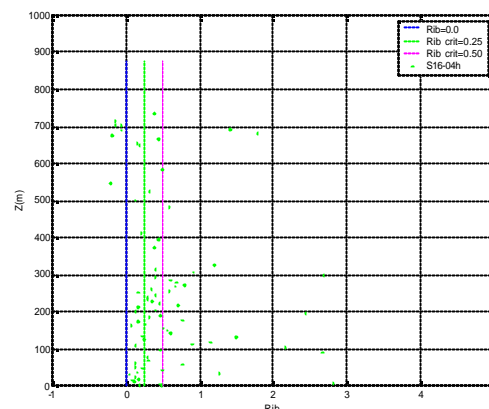


Fig. 3.— Criterios 1 y 2: Bulk Richardson Number, R_{ib} , del sondeo de 04.00 GMT de la noche del 15 al 16.

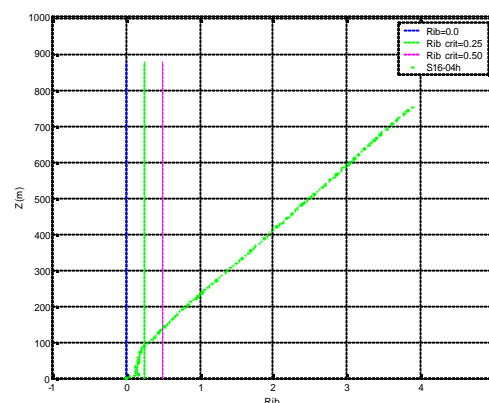


Fig. 4.— Criterio 3: Bulk Richardson Number, R_{ib} , del sondeo de 04.00 GMT de la noche del 15 al 16.

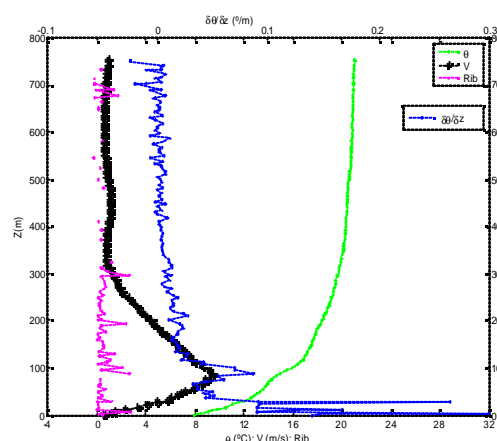


Fig. 5.— Posición del chorro de niveles bajos (perfil de la velocidad del viento) junto a otros perfiles obtenidos con el sondeo de 04.00 GMT de la noche del 15 al 16.

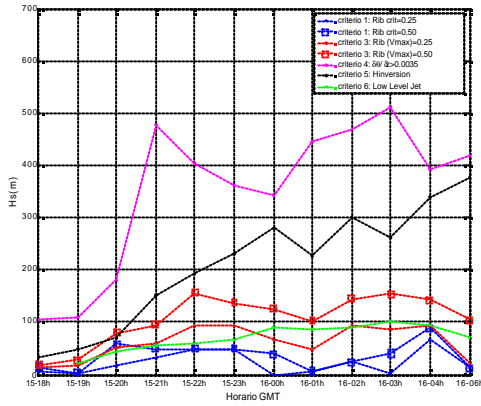


Fig. 6.- Evolución de las alturas H_s obtenidas con 6 criterios aplicados a los datos de los sondeos con globo cautivo de la noche del 15 al 16, considerada muy estable.

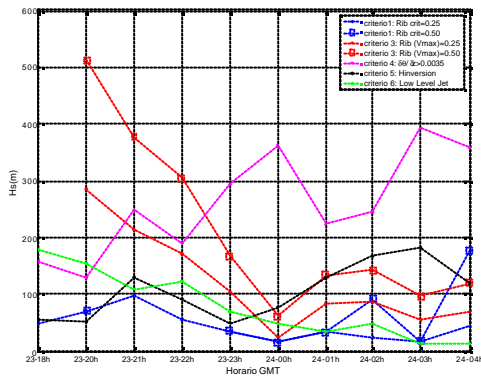


Fig. 7.- Evolución de las alturas H_s obtenidas con 6 criterios aplicados a los datos de los sondeos con globo cautivo de la noche del 23 al 24, considerada de estabilidad moderada.

Criterio	H_s
$H_s \left(\frac{\partial q}{\partial z} > 0.0035 \text{ (} ^\circ \text{C/m)} \right)$	entre 80 m y 740 m
$H_s (H_{\text{inversión}})$	entre 20 m y 375 m
$H_s (LLJ)$	entre 10 m y 220 m
$H_s (R_{ibc} = 0.50)$	entre 0 m y 215 m
$H_s (R_{ibc} = 0.25)$	entre 0 m y 190 m

Tabla 2.- Intervalo de alturas experimentales (H_s) obtenidas en el periodo del 14 al 24 de septiembre en la campaña de observación SABLES 98.

La Fig. 7 nos permite ver cómo los criterios aplicados ofrecen unos valores de H_s muy diferentes cuando se trata de una noche de estabilidad moderada. En este caso, las alturas obtenidas con los criterios 4 y 5 (enfriamiento en superficie e inversión térmica en superficie) son menores que las encontradas para una noche muy estable, mientras que son mayores las obtenidas con los criterios 1 y 3, referidos a cierto grado de turbulencia, indicando que ésta existe en una capa más profunda. Además, de la Fig. 7 se desprende que en la noche del 23 al 24, la estabilidad aumenta a partir de las 23 GMT pues se distingue cómo la capa con cierto grado de turbulencia disminuye paulatinamente desde esa hora quedando confinada por debajo de $H_s \sim 200$ m el resto de la noche, a la vez que se produce un aumento de H_s según los criterios de carácter térmico.

Los valores experimentales obtenidos en el periodo de estudio se hallan dentro de los intervalos indicados en la Tabla 2.

Respecto de los resultados gráficos obtenidos con las ecuaciones de diagnóstico, aquí sólo se muestran las salidas gráficas de 5 de ellas, consideradas como representativas de las 15 utilizadas, tanto en la variedad de sus expresiones matemáticas como de la evolución experimentada en investigación en los últimos 25 años (Seibert et al., 1998). En la Fig. 8 pueden verse las alturas de la ecuación de Malcher y Kraus (1983), (Ec. 10); la Fig. 9 ofrece las alturas procedentes de la ecuación de Garratt (1982) y Mahrt (1982), (Ec. 11); en la Fig. 10 se muestran las alturas procedentes de la ecuación de Zilitinkevich (1989), (Ec. 12); la Fig. 11 nos da las alturas obtenidas con la ecuación dada por Nieuwstadt y Tennekes (1981) y por Derbyshire (1990), (Ec. 13), y en la Fig. 12 se dan las procedentes de la ecuación de diagnóstico de Zilitinkevich y Mironov (1996), (Ec. 14).

$$H_D = C \sqrt{\frac{u_*}{f}} \quad (10)$$

$$H_D = a_2 \left[\left(\frac{u_*}{f} \right) L \right]^{1/2} \quad (11)$$

$$H_D = \frac{u_*}{f} \left(\frac{1}{\Lambda_0} + \frac{\sqrt{m}}{kC_h} \right)^{-1} \quad (12)$$

$$H_D = \frac{L}{3.8} \left(-1 + \sqrt{1 + 2.28 \frac{u_*}{fL}} \right) \quad (13)$$

$$\left(\frac{H_D f}{C_{Hf} \mu_k}\right)^2 + \frac{H_D}{C_{SL}} + \frac{H_D N_{BV}}{C_{Hf} \mu_k} + \frac{H_D}{C_{SR}} \sqrt{\frac{f}{\mu_k L}} + \frac{H_D \sqrt{N_{BV} f}}{C_{SR} \mu_k} = 1 \quad (14)$$

Analizando los resultados gráficos de los 15 subgrupos de alturas (H_D) puede verse que todas ofrecen una distribución geométrica de puntos similar, manifestando que con todas las ecuaciones se consigue una evolución muy parecida de las alturas, noche a noche y que, a pesar de ser ecuaciones tan diferentes, todas permiten distinguir las alturas del subperiodo más estable (noches del 14 al 15 a 20 al 21) y del subperiodo menos estable (noches del 21 al 22 a 23 al 24), pues en éste último es evidente la mayor dispersión en la vertical z , es decir las alturas de capa límite estable son mayores y no se confinan en una capa baja de desarrollo uniforme. La diferencia primordial entre las gráficas de las 15 ecuaciones estriba en la magnitud de las alturas resultantes con cada una, hecho que se manifiesta al imponer $z=300$ m como límite vertical común para su representación gráfica. Es conveniente añadir que no hay ninguna altura igual a cero, a pesar de que pueda parecerlo en algunas gráficas (Fig. 8 a Fig. 12).

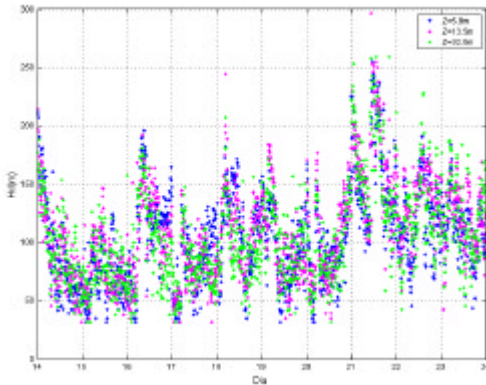


Fig. 8.– Alturas H_D obtenidas con la ecuación de diagnóstico de Malcher y Kraus (1983) en las noches del 14 al 24.

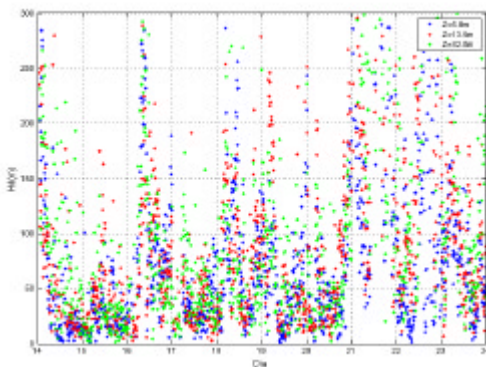


Fig. 9.– Alturas H_D obtenidas con la ecuación de diagnóstico de Garratt (1982) y Mahrt et al. (1982) en las noches del 14 al 24.

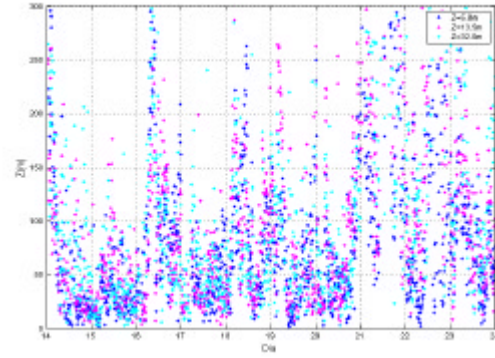


Fig. 10.– Alturas H_D obtenidas con la ecuación de diagnóstico de Zilitinkevich (1989) en las noches del 14 al 24.

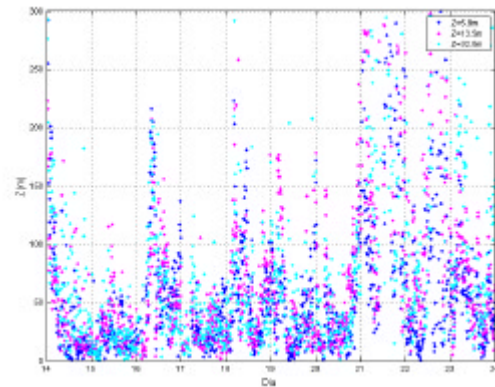


Fig. 11.– Alturas H_D obtenidas con la ecuación de diagnóstico de Nieuwstadt y Tennekes (1981) y Derbyshire (1990) en las noches del 14 al 24.

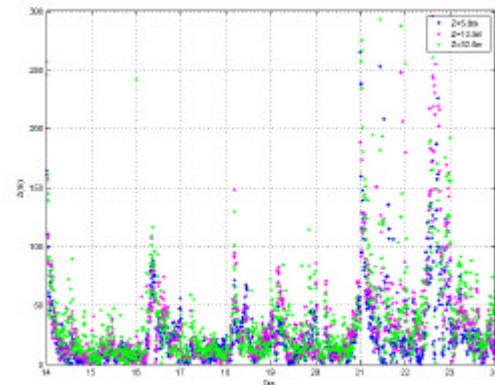


Fig. 12.– Alturas H_D obtenidas con la ecuación de diagnóstico de Zilitinkevich y Mironov (1996) en las noches del 14 al 24.

Por tanto, se han obtenido tres grupos de alturas, dos grupos de alturas de capa límite atmosférica estable de carácter experimental (H_S , H_T) y un tercer grupo de alturas de naturaleza semi-empírica (H_D) que, relacionadas dos a dos mediante los correspondientes coeficientes cuantitativos C_{ST} , C_{SD} y C_{TD} permiten deducir algunas conclusiones sobre

el parámetro ‘altura de la capa límite estable’ y la influencia de su procedencia.

Los coeficientes C_{TS} se definen con la expresión:

$$C_{TS} = \frac{H_T}{H_S} \frac{\ddot{\theta}}{\ddot{\theta}_0} \quad (15)$$

Los coeficientes C_{SD} se definen con la expresión:

$$C_{SD} = \frac{H_S}{H_D} \frac{\ddot{\theta}}{\ddot{\theta}_0} \quad (16)$$

Para comparar H_T y H_D se calculó el coeficiente C_{TD} :

$$C_{TD} = \left(\frac{H_T}{H_D} \right) \quad (17)$$

Son coeficientes que miden una relación de alturas puntual en el tiempo, así, cuando intervienen los datos de los sondeos (C_{ST} , C_{SD}) se representan 78 coeficientes y cuando intervienen los datos de la torre y las ecuaciones (C_{TD}) se representan 1092.

Para comparar H_S y H_T se calculó el coeficiente cuantitativo C_{TS} , (Fig. 13, Ec. 15) cuando $R_{ibC}=0.50$ (datos de los sondeos) y $R_{igC}=0.25$ (datos de la torre).

En este caso y para la mayoría de los sondeos se obtiene que $C_{TS}<1$, es decir, en muchos se cumple que $H_S>H_T$; incluso en algunos casos $H_S>5H_T$, lo que implica una sobreestimación de las alturas evaluadas con los sondeos respecto de la torre. Se ha calculado C_{TS} teniendo en cuenta las alturas H_S relativas al criterio 1 ($R_{ib}=0.25$ y $R_b=0.50$) y las alturas H_T ($R_{ig}=0.25$ y $R_{ig}=0.50$). Ahora bien, con el fin de que cada H_S tuviera una H_T comparable se hizo coincidir el tiempo real de los sondeos con el tiempo real de las medidas de la torre, promediando estas últimas en cada caso. Inicialmente se dispuso de 78 alturas H_S (con $R_{ib}=0.50$) y de 1450 alturas H_T (con $R_{ig}=0.25$), de las cuales el 75.3% eran menores de 50 m (1092 gráficas) y el 24.7% mayores de 50 m (358 gráficas).

Para comparar H_S y H_D se calculó el coeficiente cuantitativo C_{SD} , (Fig. 14, Ec. 16), con las alturas H_S relativas al criterio 1 ($R_{ib}=0.50$) y las H_D de las 15 ecuaciones de diagnóstico, haciendo coincidir igualmente el tiempo real de los sondeos con el tiempo real de las medidas tomadas en la torre que se introdujeron en las ecuaciones.

En condiciones estables, especialmente en situaciones muy estables, la altura de la capa superficial puede ser muy pequeña, llegándose a obtener valores diferentes de los flujos turbulentos por debajo de 32 m, por lo que suele recomendarse que los cálculos con los parámetros turbulentos se hagan en un nivel próximo a la superficie, en nuestro caso, el nivel más próximo disponible es $z=5.8$ m,

razón por la que sólo se han utilizado las alturas (H_D) calculadas con las mediciones hechas en ese nivel.

Aquí sólo se incluyen las gráficas de C_{SD} (Fig. 14) y C_{TD} (Fig. 15) correspondientes a la ecuación de Malcher y Kraus (1983) pues es una de las que ofrece mejores resultados, la mayoría dentro del intervalo de (0,1).

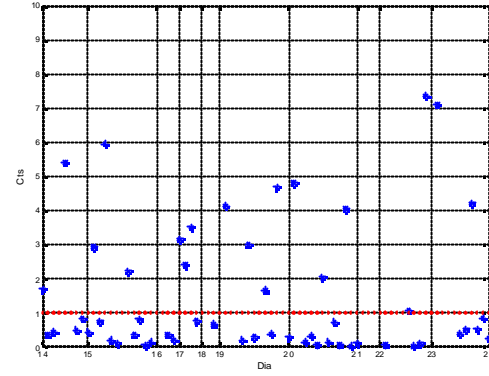


Fig. 13.- Coeficientes C_{TS} cuando $R_{ibC}=0.50$ (78 sondeos) y $R_{igC}=0.25$ (torre).

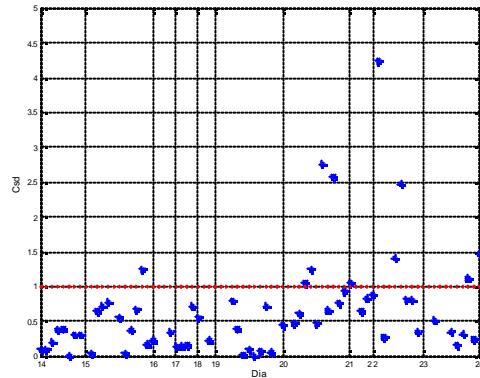


Fig. 14.- Coeficientes C_{SD} con H_S (78 sondeos, $R_{ibC}=0.50$) y H_D (ecuación de diagnóstico de Malcher y Kraus (1983)).

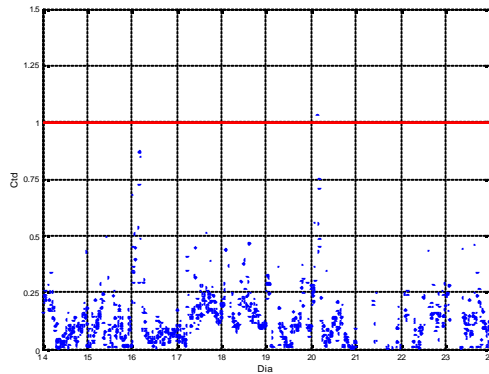


Fig. 15.- Evolución de los coeficientes C_{TD} obtenidos con las alturas H_T (torre de 100 m, 1092 alturas, $R_{igC}=0.25$) y las alturas H_D (ecuación de diagnóstico de Malcher y Kraus (1983)) en las noches del 14 al 24.

4. CONCLUSIONES

En este estudio se considera relevante señalar que:

- Los 6 criterios aplicados a las observaciones hechas con sondeos de globo cautivo revelan que en general, se cumple que:

$$H_s \left(\frac{H_s}{H_T} > 0.0035 \right) \approx H_s(H_{m0}) \approx H_s(LLJ) \approx H_s(R_{\text{RC}} = 0.50) \approx H_s(R_{\text{RC}} = 0.25)$$

- Las alturas (H_T) muestran una evolución en el tiempo más uniforme y continua que las alturas (H_s), por lo que la torre de 100 m puede calificarse de buen método indirecto para obtener alturas de capa límite estable que no sean excesivamente elevadas, en nuestro caso, $H_T \approx 50.0 \text{ m}$, es decir, para situaciones de estabilidad moderada a alta.

- Las ecuaciones de diagnóstico que dan mejor resultado para los datos de la campaña SABLES 98 son aquellas que incluyen parámetros turbulentos y de estabilidad como la velocidad de fricción u_* y la Longitud de Monin-Obukhov L en sus fórmulas empíricas.

- En la mayoría de los casos se verifica que $C_{TS} < 1$, es decir, que $H_s > H_T$, con lo cual el uso de H_s sobreestima la altura de la capa límite estable.

- Los coeficientes C_{SD} cumplen en la mayoría de los sondeos y para la mayoría de las ecuaciones de diagnóstico que $C_{SD} < 1$, es decir, con ellas $H_s < H_D$.

- La mayoría de las ecuaciones dan lugar a coeficientes $C_{TD} < 1$, luego con la mayoría se cumple que $H_T < H_D$.

- Los coeficientes C_{TD} demuestran que las ecuaciones de diagnóstico sobrestiman mayoritariamente la altura real de la capa límite estable respecto de las alturas obtenidas con las observaciones de la torre, especialmente en situaciones de alta estabilidad, suponiendo por tanto que existe una capa con cierto grado de turbulencia más profunda que la que realmente existe.

- La mayoría de las ecuaciones de diagnóstico que sobrestiman H_s , también sobrestiman H_T , por lo tanto, la mayoría de las ecuaciones de diagnóstico sobrestiman las alturas calculadas a partir de los sondeos o de los datos registrados en la torre. Ésto implica que se introducen errores en los modelos al hacer uso de H_D en lugar de H_T o H_s , deduciéndose que lo mejor es utilizar las medidas hechas en una torre fija, más precisas y fiables que los datos de sondeos de globo cautivo y que las ecuaciones de diagnóstico cuando se quiere evaluar la altura de la capa límite estable y se introduce posteriormente en aplicaciones como son los modelos de dispersión de contaminantes, los modelos de predicción meteorológica y de formación de nieblas, rocío y heladas y en algunos modelos climáticos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el MEC (Ministerio de Educación y Ciencia) a través de los proyectos CLI97-0343, CGL2004-03109/CLG2005 y el CLG2005-07105-C03-02. Queremos expresar nuestro agradecimiento a todas las personas que participaron en la Campaña SABLES 98 y también al Prof. Casanova, Director del CIBA (Centro de Investigación para la Baja Atmósfera) creado por la Universidad de Valladolid y el Instituto Nacional de Meteorología.

LISTA DE SÍMBOLOS

- f : Parámetro de Coriolis
- g : Aceleración de la gravedad
- k : Constante de Von Karman
- L : Longitud de Monin-Obukhov
- N_{BV} : Frecuencia de Brunt- Väisälä
- R_{ib} : Número de Richardson global o Bulk Richardson Number
- R_{ibC} : Número de Richardson global crítico
- R_{ig} : Número de Richardson del gradiente
- T : Temperatura del aire
- q : Temperatura potencial
- q_0 : Temperatura potencial de la primera medición
- U : Velocidad del viento
- U_{max} : Velocidad máxima del viento entre dos niveles sucesivos
- u_* : Velocidad de fricción
- z : Altura sobre el nivel de la estación
- z_m : Altura media entre dos niveles sucesivos

El resto de elementos que forman parte de las ecuaciones que se incluyen en este estudio son valores constantes que pueden encontrarse en las publicaciones referenciadas.

REFERENCIAS

- André, J.C. and L. Mahrt (1982): "The nocturnal radiative surface inversion and the influence of clear-air radiative cooling". *J. Atmos. Sci.*, **39**, 864-878.
- Arya, S.P.S. (2001): "Introduction to Micrometeorology". (2nd Edition). International Geophysics Series. Academic Press, London, 307 pp.

- Beljaars, A. (1992): "The Parameterization of the Planetary Boundary-layer". Lecture series. ECMWF, 73pp.
- Clarke, R.H. (1970): "Observational studies in the atmospheric boundary layer". *Q.J.Roy. Soc.*, **96**, 91-114.
- Conangla, L. and J. Cuxart (2005): "On the turbulence at the upper part of the low-level jet: an experimental and numerical study". *Bound.-Layer Meteor.*, in press.
- Coulter, R.L. (1990): "A case study of turbulence in the stable nocturnal boundary layer". *Bound.-Layer Meteor.*, **52**, 75-91.
- Cuxart, J., C. Yagüe, G. Morales, E. Terradellas, J. Orbe, J. Calvo, A. Fernández, M.R. Soler, C. Infante, P. Buenestado, A. Espinalt, H.E. Joergensen, J.M. Rees, J. Vilà, J.M. Redondo, I.R. Cantalapiedra, and Conangla, L. (2000): "Stable atmospheric Boundary layer experiment in Spain (SABLES 98): A report". *Bound.-Layer Meteor.*, **96**, 337-370.
- Derbyshire, S.H. (1990), 'Nieuwstadt's stable boundary layer revisited'. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **116**, 127-58.
- Estournel, C. and D. Guedalia (1985): "Influence of geostrophic wind on atmospheric nocturnal cooling". *J.Atmos. Sci.*, **42**, 2695-2698.
- García, J.A., M.L. Cancillo, J.L. Cano, G. Maqueda, L. Cano and C. Yagüe (1997): "A study of the evolution of the nocturnal boundary-layer height at the central nuclear de Almaraz (Spain): Diagnostic relationships". *First International Conference on Measurements and Modelling in Environmental Pollution. Measurements and Modelling in Environmental Pollution*. Computational Mechanics Publications. Southampton and Boston, 131-140, ISBN 1-85312-461-3.
- Garratt, J.R. (1982): "Observations in the nocturnal boundary layer". *Bound. Layer Meteor.*, **22**, 21-48.
- Jiménez M.A. and J. Cuxart (2005): "Large-eddy simulations of the stable boundary layer using the standard Kolmogorov theory: Range of applicability". *Bound.-Layer Meteor.*, **115**, 241-261.
- Joffre, S.M., M. Kangas, M. Heikinheimo, y S.A. Kitaigorodskii (2001): "Variability of the stable and unstable atmospheric boundary-layer height and its scales over a boreal forest". *Bound.-Layer Meteor.*, **99**, 429-450.
- Johanson, C. and H. Bergström (2005): "An auxiliary tool to determine the height of the boundary layer". *Bound.-Layer Meteor.*, **115**, 423-432.
- Melgarejo, J. W. and J.W. Deardorff (1974): "Stability functions for the boundary layer resistance laws based upon observed boundary-layer heights". *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1324-1333.
- Mahrt, L. (1981): "Modelling the depth of the stable boundary layer". *Bound.-Layer Meteor.*, **21**, 3-19.
- Nieuwstadt, F.T.M. and H. Tennekes (1981): "A rate equation for the nocturnal boundary layer height". *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1418-28.
- Seibert, P., F. Beyrich, S.E. Gryning, S. Joffre, A. Rasmussen and P. Tercier (1998): "Mixing Layer Depth Determination for Dispersion Modelling". European Commission. In: B.E.A Fisher, J.J. Erbrink, S. Finardi, P. Jeannet, S. Joffre, M.G. Morselli, Pechinger, U., Seibert, P., and D.J. Thomson, (Eds), 1998: COST Action 710 - Final Report. *Harmonisation of the Pre-Processing of Meteorological Data for Atmospheric Dispersion Models*. L-2985 European Commission, Luxembourg, EUR 18195 EN (ISBN 92-828-3302-X).
- Stull, R.B. (1988): "An Introduction to Boundary Layer Meteorology". Atmospheric Sciences library. Kluwer Academic Publishers, 666 pp.
- Yu, T.W. (1978): "Determining the height of the nocturnal boundary layer". *J. App. Meteor.*, **17**, 28-33.
- Zilitinkevich, S. S. (1989): 'Velocity profiles, the resistance law and dissipation rate of mean flow kinetic energy in a neutrally and stably stratified planetary boundary layer'. *Bound.-Layer Meteor.*, **46**, 367-387.
- Zilitinkevich, S. S. and Mirinov, D.V. (1996), 'A Multi-limit formulation for the equilibrium depth of a stably stratified boundary layer'. *Bound.-Layer Meteor.*, **81**, 325-351.
- Zilitinkevich, S. S. and A. Baklanov (2002): "Calculation of the height of the stable boundary layer in practical applications". *Bound.-Layer Meteor.*, **105**, 389-409.